

PROPIEDADES FÍSICAS Y CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA EFECTIVA EN EL TRANCURSO DE UNA ROTACIÓN TRIGO/SOJA

Mario G. Castiglioni

Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos, Facultad de Agronomía (UBA). Av. San Martín 4453. (1417)
Ciudad Autónoma de Bs.As. República Argentina.
e-mail: castigli@agro.uba.ar

RESUMEN

Las prácticas de cultivo generan cambios en las propiedades físicas de los suelos, no siendo consideradas normalmente dichas transformaciones en los modelos de escurrimiento y erosión. Los objetivos del presente trabajo son: 1) Determinar los cambios temporales de distintas propiedades físicas edáficas superficiales, en un Argiudol vértico bajo siembra directa, en tres momentos correspondientes a una rotación trigo/soja. 2) Estimar la succión mátrica en el frente de humedecimiento (Ψ) de dos maneras distintas y calibrar la conductividad hidráulica efectiva del modelo de infiltración de Green-Ampt (K_e) por dos procedimientos a partir de ensayos de infiltración realizados a campo, determinando los métodos más apropiados para estimar dichos parámetros. 3) Analizar mediante el uso de un modelo de escurrimiento, si los cambios de escala generan modificaciones en la K_e calibrada a partir de mediciones de infiltración realizadas en pequeñas parcelas. Se determinaron distintas propiedades físicas edáficas y se realizaron ensayos de simulación de lluvia en un lote perteneciente a la Facultad de Agronomía de la Universidad Nacional de Rosario (Pcia. de Sta. Fe), en tres momentos de una rotación trigo/soja. Se calibró la K_e por dos procedimientos, como también se estimó la Ψ de dos maneras. No se pudieron determinar diferencias estadísticas significativas en las distintas propiedades analizadas entre las tres fechas del ensayo. La estimación de Ψ resultó más eficiente a partir de la ecuación que considera solamente la textura del suelo y su porosidad. El modelo de infiltración de Green-Ampt fue más apto para calibrar K_e , respecto al desarrollado para calcular el tiempo de encharcamiento. Las propiedades derivadas del proceso de infiltración presentaron mayor variabilidad espacial que temporal. La K_e calibrada a escala de parche, resultó ser entre un 66 y un 100 % mayor respecto a la determinada en una superficie significativamente mayor.

Palabras clave: modelo de infiltración, cambio de escala, variación temporal, propiedades físicas edáficas.

ABSTRACT

Agricultural farming generate changes in the soil physical properties, which are not normally considered in runoff and erosion models. The objectives of this work are: 1) Determine temporal changes of various surface soil physical properties in a vertic Argiudoll under no tillage, in three stages corresponding to a wheat /soybean rotation. 2) Estimate the matric suction at the wetting front (Ψ) in two different ways and calibrate the effective hydraulic conductivity of the Green-Ampt infiltration model (K_e) by two different methods from field infiltration tests, determining most appropriate estimation methods for such parameters. 3) Using a runoff model, determine if the K_e calibrated in small plots changes through scales. Different soil physical properties were determined and rain simulation tests were performed in three moments of a wheat/soybean rotation. The study was performed in a field of the Faculty of Agronomy, National University of Rosario (Sta. Fe, Argentina). K_e was calibrated by two procedures and Ψ in two ways was also estimated. There were no significant differences in the various properties analyzed between the three stages of the trial. The Ψ estimate was more efficient from the equation that considers only soil texture and porosity. The Green-Ampt infiltration model was more effective to calibrate K_e , compared to that which calculate time to ponding. The properties derived from infiltration process had more spatial variability than temporal heterogeneity. K_e calibrated at small plots was higher by 66 to 100% compared to a greater area.

Key words: infiltration model, scale changes, temporal variation, soil physical properties.

INTRODUCCIÓN

Las prácticas agronómicas afectan la dinámica de las propiedades hidráulicas y los procesos derivados de las mismas, con consecuencias para la acumulación y el movimiento de agua, nutrientes y pesticidas, como también para el crecimiento de las plantas (Strudley et al., 2008). El impacto de las distintas técnicas de cultivo sobre las propiedades hidráulicas ha sido extensamente estudiado (Sauer et al., 1990; Ndiaye et al., 2007; Strudley et al., 2008). Se han reportado modificaciones generadas por distintas especies vegetales o por sus diferentes secuencias en la curva de retención hídrica, en la tasa de infiltración superficial y en el flujo de agua en profundidad (Dexter et al., 2001; Sasal et al., 2006; McVay et al., 2006). Los ciclos de humedecimiento y secado del suelo, también pueden determinar modificaciones temporales en la porosidad y en otras propiedades edáficas (Lin et al., 1998; Heddadj y Gascuel-Odoux, 1999; Pires et al., 2009). Estos resultados son muchas veces específicos del lugar donde se desarrolla el estudio, de los suelos empleados y del diseño experimental implementado (Moret y Arrue, 2007; Strudley et al., 2008).

Pese a estas consideraciones, generalmente no se toma en cuenta la variabilidad espacial y la dinámica temporal de las propiedades hidráulicas (Angulo-Jaramillo et al., 1997; Strudley et al., 2008). En este sentido, muchos modelos de transporte de agua y solutos asumen que las características superficiales del suelo son constantes en el tiempo, pero en realidad estas tienen un comportamiento temporal variable producido por factores como el riego, las labranzas, el viento, la lluvia y la actividad biológica. De esta manera, dichos factores pueden modificar drásticamente la estructura edáfica (Imeson y Kwaad, 1990; Angulo-Jaramillo et al., 2000), por lo que estas particularidades deberían ser consideradas en la modelación del flujo de agua.

La ecuación de infiltración de Green y Ampt (1911) es una de las más usadas en los modelos hidrológicos y de erosión. En este sentido, los modelos WEPP (Laflen et al., 1997), SWAT (Tuppad et al., 2011) y ANSWERS (Bouraoui y Dillaha, 1996) entre otros, han incorporado dicha ecuación en su estructura. Originalmente fue desarrollada para simular la tasa de infiltración ante condiciones de encharcamiento en un suelo homogéneo. Mein y Larson (1973) generaron modificaciones sobre la misma, de tal manera que el

proceso de infiltración pueda ser simulado para una lluvia de intensidad constante.

La aplicación del modelo de infiltración de Green y Ampt (1911) requiere de la estimación de dos parámetros básicos. Estos son la conductividad hidráulica efectiva (K_e) y la succión capilar en el frente de humedecimiento (Ψ). Para una correcta predicción del escurrimiento y la erosión, es necesaria una adecuada estimación de estos parámetros (Van den Putte et al., 2013). Resultados previos han demostrado que las estimaciones realizadas por modelos de erosión y de escurrimiento son muy sensibles a dichos parámetros, especialmente la K_e (Nearing et al., 1990; De Roo y Jetten, 1999). En este sentido, análisis de sensibilidad realizados por distintos investigadores (Skaggs y Khaleel, 1982; Risse et al., 1994), muestran que una vez que el valor de K_e ha sido calibrado, la optimización de Ψ no mejora significativamente los resultados.

La K_e y Ψ pueden ser predichas a partir del uso de ecuaciones (Rawls y Brakensiek, 1985) o calibradas mediante ensayos de infiltración realizados a campo. Experiencias de calibración de la K_e indican que esta modalidad es preferible y aumenta la eficiencia del modelo, respecto a cuando se realizan estimaciones de dicho parámetro (Risse et al., 1992). Por su parte, Weber y Apestegui (2013) comprobaron que los parámetros del modelo de infiltración de Green y Ampt (1911), determinados a partir de ensayos de infiltración realizados con simuladores de lluvia, presentaban mayor calidad que los obtenidos mediante el uso del infiltómetro de doble anillo.

Los simuladores de lluvia han sido extensamente utilizados en estudios de escurrimiento, infiltración y erosión, tanto en experiencias realizadas a campo como en laboratorio (Corona et al., 2013). Su propósito ha sido entender los procesos hidrológicos que se dan a escala de parche o lote, siendo sus principales ventajas la de generar lluvias con distintas características en cuanto a su duración e intensidad, producir rápidamente información bajo condiciones uniformes (Abudi et al., 2012; Perez-Latorre et al., 2010), como también su simplicidad en el uso, bajo costo y fácil transporte (Perez-Latorre et al., 2010). Castiglioni et al. (2007) mediante el uso de esta herramienta, pudieron comparar la K_e entre suelos cubiertos y descubiertos bajo siembra directa de la localidad de San Pedro (Pcia. de Bs. As.). Por su parte, Chagas et al. (2011) a partir del

uso de simuladores de lluvia, compararon el comportamiento hidrológico y la fragilidad a la erosión laminar de distintos suelos representativos de la cuenca del Arroyo del Tala (Pcia. de Bs.As.).

La mayoría de las mediciones de escurrimiento y erosión han sido realizadas en estudios desarrollados a escala de pequeñas parcelas (Kirkby, 2001). A su vez, generalmente es aceptado que hay un decrecimiento en la respuesta del escurrimiento ante un incremento del área de superficie evaluada (Cerdan et al., 2004). En este sentido, Joel et al. (2002) determinaron un menor coeficiente de escurrimiento en parcelas de 50 m² respecto a mediciones realizadas en superficies de 0.25 m². Por lo tanto, los parámetros de los modelos que reproducen el comportamiento hidrológico de los suelos, deberían ser nuevamente calibrados ante cambios en la escala utilizada.

Los objetivos del presente trabajo son: 1) Determinar los cambios temporales de distintas propiedades físicas edáficas superficiales, en un Argiudol vértico bajo siembra directa, en tres momentos correspondientes a una rotación trigo/soja. 2) Estimar Ψ de dos maneras distintas y calibrar Ke por dos procedimientos a partir de ensayos de infiltración realizados a campo, determinando los métodos de estimación de dichos parámetros más apropiados. 3) Analizar mediante el uso de un modelo de escurrimiento, si los cambios de escala generan modificaciones en la Ke calibrada a partir de mediciones de infiltración realizadas en pequeñas parcelas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Características del área de estudio

Se trabajó en un lote perteneciente a la Facultad de Agronomía de la Universidad Nacional de Rosario, ubicado en Zavalla (Pcia. de Sta. Fe) (33°02'14.84" S, 60°54'04.40" O).

La serie de suelos presente es Roldán (Argiudol vértico)(INTA, 1975), siendo la textura del horizonte superficial la siguiente: arena 5 %, arcilla 29 % y limo 66 % (Castiglioni y Zimmermann, 2015).

La temperatura media anual correspondiente a la región es de 17 °C, mientras que la precipitación media anual es de 976 mm, ocurriendo el 68% de las lluvias en el período primavera-verano. De acuerdo

al balance hídrico mensual regional según Thornthwaite, los meses con déficit de agua son diciembre, enero y febrero, mientras que el período con exceso de agua se extiende de junio a noviembre (INTA, 1975; Scuderi y Stenta, 2006).

La pendiente dentro del área de muestreo es de aproximadamente 0.45%, encontrándose el lote bajo siembra directa desde hace más de diez años, siendo la rotación de cultivos dominante trigo/soja –maíz.

Toma de muestras a campo, análisis de laboratorio y trabajo de gabinete

La toma de muestras y el trabajo de campo se realizó en tres oportunidades (Tabla 1), dentro del lapso de tiempo que abarcó desde la siembra del cultivo de trigo (julio de 2013) hasta el momento previo a la floración de la soja (enero de 2014). En un caso se consideró un lapso de tiempo corto entre muestreos (un mes), mientras que la tercer fecha en que se realizaron las observaciones fue después de seis meses de iniciado el estudio, estando presente un cultivo distinto y posteriormente al paso de maquinarias para la cosecha de trigo y la siembra de soja.

Tabla 1: Fechas y etapa del cultivo en que se realizó el relevamiento de las propiedades físicas edáficas.

Fechas	Cultivo	Etapa
08/07/2013	Trigo	Emergencia
02/08/2013	Trigo	Macollaje
03/01/2014	Soja	Estado vegetativo

En cada una de estas fechas se tomaron cinco muestras superficiales (0-5 cm) no disturbadas, con cilindros de 83 cm³ de volumen. Con ellas y mediante la mesa de tensión, se determinó la relación tensión-contenido de agua, aplicando las siguientes tensiones sobre el suelo (0 cm, -10 cm, -30 cm, -60 cm, -100 cm, -150 cm, -280 cm, -330 cm y -15000 cm) (Klute, 1986).

Los resultados de retención hídrica obtenidos, sirvieron para ajustar mediante el modelo RETC (van Genuchten et al., 1991) los parámetros del modelo de retención hídrica de van Genuchten (van Genuchten, 1980), siendo la ecuación de dicho modelo la siguiente:

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + |\alpha\psi|^n\right]^{1-1/n}} \quad (1)$$

Donde: θ es el contenido volumétrico de agua (cm³/cm³); Ψ es la tensión mátrica a la que está retenida el agua

(cm); θ_s es el contenido volumétrico de agua bajo suelo saturado (cm^3/cm^3); θ_r es el contenido volumétrico de agua residual (cm^3/cm^3); α es un parámetro de escala, inversamente proporcional al diámetro medio de poros (1/cm) y n es un parámetro de forma.

En cada fecha también se determinó ($n=3$) la densidad aparente (D_{ap}) por el método del cilindro (Blake y Hartge, 1986) y el contenido de humedad gravimétrica (HI) del suelo superficial (0-5 cm).

Paralelamente se realizaron a campo simulaciones de lluvia. Estos ensayos de lluvia simulada se realizaron por triplicado, sin modificar la cobertura provista por el cultivo presente en cada uno de dichos momentos. El dispositivo empleado fue un simulador de lluvia que posee una parcela de 2500 cm^2 de superficie (Iruetia y Mon, 1994), aplicando una intensidad de 60 mm/h durante una hora. En algunos casos la extensión del ensayo duró una hora y media, debido a que hasta la hora no había indicios de estabilización en la tasa de infiltración. Cada 5 minutos se midió la lámina de lluvia caída y la de agua escurrida, y por diferencia se determinaron los milímetros de agua infiltrada. Con la información proveniente de las simulaciones de lluvia, se estimó la lámina de agua infiltrada hasta el inicio del escurrimiento (IA) y la tasa de infiltración de equilibrio (IE), la cual resultó de promediar las tres últimas lecturas realizadas, antes de finalizar cada ensayo. Por otra parte se determinó el coeficiente de escurrimiento (CE), el que se obtuvo de la relación entre la lámina de agua que escurrió durante el ensayo y el total de milímetros de lluvia aplicados. Con estos resultados, también se estimó la K_e correspondiente al modelo de infiltración desarrollado por Green y Ampt (1911), cuya ecuación se detalla a continuación:

$$f(t) = K_e \left[1 + \frac{\Psi \Delta\Theta}{F(t)} \right] \quad (2)$$

Siendo: K_e la conductividad hidráulica efectiva del suelo (cm/h); $\Delta\Theta$ la diferencia entre el contenido inicial de humedad del suelo y el del mismo suelo saturado (cm^3/cm^3); Ψ la tensión mátrica en el frente de humedecimiento (cm) y F la infiltración acumulada (cm).

La estimación de K_e se realizó mediante dos procedimientos. Uno resolviendo la ecuación 3, desarrollada por Mein y Larson (1973) a partir del modelo de infiltración de Green y Ampt (1911), que

estima el tiempo de encharcamiento para una lluvia de intensidad constante (Chow et al., 1994).

$$T_p = \frac{K_e \Psi \Delta\Theta}{I(1 - K_e)} \quad (3)$$

Siendo: T_p el tiempo de encharcamiento (h); I la intensidad de la lluvia (cm/h); K_e la conductividad hidráulica efectiva (cm/h); Ψ la tensión en el frente de humedecimiento (cm) y $\Delta\Theta$ la diferencia entre el contenido inicial de humedad del suelo y el del mismo suelo saturado (cm^3/cm^3).

Los valores de estos parámetros surgieron de los ensayos realizados a campo, salvo los de K_e y Ψ . Este último (Ψ) fue estimado resolviendo la ecuación 4 (Rawls y Brakensiek, 1983).

$$\Psi = \left[\frac{(2 + 3\lambda)}{(1 + 3\lambda)} \right] \left[\frac{h_b}{2} \right] \quad (4)$$

Siendo: Ψ la tensión en el frente de humedecimiento (cm); λ el índice de tamaño de poros y h_b la tensión capilar en el punto de entrada de aire al suelo (cm).

Donde h_b y λ son constantes que corresponden a la ecuación de retención hídrica de Brooks y Corey (1964), las que fueron estimadas de dos maneras. Una a partir del uso de ecuaciones de predicción (Rawls y Brakensiek, 1985), para cuya resolución solamente se necesita conocer el contenido de arena y de arcilla del suelo y su porosidad. El otro procedimiento para estimar h_b y λ fue utilizando los parámetros del modelo de retención hídrica de van Genuchten (1980), determinados a partir de los resultados obtenidos de la curva de retención hídrica generada en laboratorio, siendo $\alpha = 1/(h_b)$; $n = \lambda + 1$. De esta última manera, para cada fecha de muestreo se obtuvo un valor de Ψ distinto. Por su parte, como consecuencia de la utilización del primer procedimiento mencionado para determinar Ψ , se generó un solo valor de este parámetro, ya que para estimar h_b y λ se requiere fundamentalmente de características permanentes del suelo como el contenido de arena y de arcilla. Una vez obtenido Ψ mediante la ecuación 4, por medio del comando solver del programa Excel, se resolvió el valor de K_e correspondiente a la ecuación 3.

La otra manera de estimar K_e fue utilizando los resultados de infiltración obtenidos cada 5 minutos

en cada uno de los ensayos de simulación de lluvia, desde el momento en que el suelo se encontraba encharcado. Mediante el comando solver del programa Excel, se estimó la K_e del modelo de infiltración de Green y Ampt (1911) (ecuación 2) que mejor reprodujo el comportamiento de la infiltración observado a campo. En este caso también se utilizaron los valores de Ψ estimados por los dos procedimientos mencionados anteriormente.

Con la finalidad de determinar si los cambios de escala generaban diferencias en la K_e calibrada, se utilizó el modelo hidrológico Hec Hms 4.0 (2010). Mediante este modelo, se simuló lluvias con las mismas características que las efectuadas a campo, pero sobre un área de escurrimiento mayor (2106 m²). Castiglioni y Zimmermann (2015) calibraron este modelo, con la información de escurrimiento proveniente de una parcela con las dimensiones previamente mencionadas y que se encontraba instalada en el lote bajo estudio. En dicho trabajo, para poder explicar el escurrimiento observado se utilizó la curva número (USDA-NRCS, 2010). Sin embargo, el modelo Hec Hms 4.0 (2010) presenta la alternativa de utilizar la ecuación de infiltración de Green y Ampt (1911). Por lo tanto, conociendo el valor de la humedad inicial del suelo, su humedad de saturación, el hietograma de lluvia aplicada, el escurrimiento generado en los ensayos de campo y la tensión mátrica en el frente de humedecimiento, se optimizó el valor de K_e mediante el modelo Hec Hms 4.0 (2010), de manera de hacer mínimas las diferencias entre los resultados de escurrimiento observados y estimados. En este sentido, el escurrimiento generado cada 5 minutos en las parcelas del simulador de lluvia expresado en mm, se convirtió a valores de caudal (m³/seg) teniendo en cuenta las dimensiones de la nueva área analizada (2106 m²). En esta oportunidad también se utilizaron los resultados de Ψ , determinados por los dos procedimientos mencionados con anterioridad.

Para comparar entre fechas de muestreo los valores medios de cada uno de los parámetros analizados, se hizo un análisis de varianza (ANOVA). También se hicieron análisis de correlación y de regresión lineal para relacionar algunas de las variables utilizadas. A su vez, para poder determinar el grado de eficiencia en la calibración de la K_e en ambas escalas de trabajo, se utilizó el coeficiente de Nash y Sutcliffe (1970).

Este coeficiente se simboliza como R_N^2 y calcula el grado de ajuste de los valores observados y estimados respecto a una línea 1:1. Para este trabajo

se contrastaron para ambas escalas de trabajo, los caudales observados y estimados cada 5 minutos.

$$R_N^2 = \frac{\sum (Sim_i - Obs_i)^2}{\sum (Obs_i - Media_{obs})^2} \quad (5)$$

Siendo: Sim_i los valores simulados; Obs_i los valores observados y $Media_{obs}$ el valor medio observado.

R_N^2 puede variar entre $-\infty$ y 1. Un valor $R_N^2 = 1$ indica una simulación perfecta (ajuste perfecto a la línea 1:1). Valores < 0 (negativos) indican que el error del modelo es mayor que la variabilidad de la variable bajo estudio y por lo tanto es mejor usar el promedio de los datos que utilizar valores simulados.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis de las propiedades físicas

En la Tabla 2 se presenta la comparación entre fechas de los valores medios correspondientes a las distintas propiedades físicas edáficas analizadas.

Θ_s , n , Dap y HI presentaron una variabilidad temporal baja (menor o igual al 6%), mientras que la correspondiente a las restantes propiedades fue igual o superior al 20%, siendo la de IA la mayor (54 %). No obstante esto, no hubo diferencias significativas entre fechas en ninguno de los parámetros edáficos analizados, con la excepción de IA . De la Vega et al. (2004) en el transcurso de una rotación soja-trigo bajo siembra directa realizada sobre un Argiudol vértico de San Pedro (Pcia. de Bs.As.), determinaron que IA estaba condicionada por el contenido de humedad edáfica inicial. En dicho estudio, si bien el rango de valores de IA fue similar al determinado en el presente trabajo, el correspondiente a la humedad edáfica inicial fue superior (13 al 40%), con una variabilidad entre fechas para este último parámetro del 24%. Contrariamente, las diferencias encontradas en este estudio no pudieron ser atribuidas al efecto del distinto contenido inicial de humedad del suelo, ya que no se observaron diferencias en esta propiedad entre las distintas fechas de muestreo, siendo su variabilidad temporal igual al 6%. El dispar grado de desarrollo de la vegetación correspondiente a los diferentes períodos en que se realizó el ensayo, pudo haber incidido en estos resultados. En este sentido, la intercepción de lluvia por parte del cultivo de soja que se encontraba en pleno desarrollo vegetativo

(enero de 2014), influyó para que sea necesaria una mayor ($p < 0.05$) cantidad de milímetros de lluvia hasta que el suelo se encharcara, en relación a cuando el trigo se encontraba en el período de macollaje y con un área foliar menor. No obstante estos comentarios, no se presentaron diferencias significativas en IA entre la emergencia del trigo y cuando la soja presentaba un alto grado de desarrollo, si bien en este último período se consumieron un 73% más de milímetros de lluvia simulada hasta el encharcamiento de la superficie del suelo, en relación a cuando el trigo estaba emergiendo.

Castiglioni et al. (2016) realizando ensayos de infiltración en un Argiudol ácuico de Entre Ríos bajo siembra directa, en similares condiciones a las desarrolladas en el presente trabajo, tampoco pudieron establecer diferencias para algunas propiedades físicas edáficas entre fechas de muestreo en una rotación trigo/soja – maíz. Sin embargo, estos autores comprobaron cambios significativos en la tasa de infiltración de equilibrio y en el coeficiente de escurrimiento entre algunas de ellas, atribuyendo las diferencias encontradas principalmente al efecto del distinto contenido hídrico inicial del suelo.

Tabla 2: Valores medios de las distintas propiedades físicas edáficas analizadas, en las distintas fechas en que se realizó el estudio.

Fechas	Θ_s (cm ³ /cm ³)	α (1/cm)	n	Dap (gr/cm ³)	CE	IE (mm/h)	IA (mm)	HI (gr/gr)
08/07/2013	0.49 a	0.04 a	1.26 a	1.19 a	0.18 a	32.40 a	22.83 ab	0.28 a
02/08/2013	0.52 a	0.09 a	1.25 a	1.18 a	0.30 a	27.20 a	12.80 b	0.26 a
03/01/2014	0.54 a	0.07 a	1.25 a	1.22 a	0.24 a	21.62 a	39.58 a	0.25 a

Θ_s , α y n: parámetros del modelo de retención hídrica de van Genuchten (1980); Dap: densidad aparente; CE: coeficiente de escurrimiento; IE: tasa de infiltración de equilibrio; IA: lámina de agua infiltrada previa al escurrimiento; HI: humedad edáfica inicial. Letras distintas entre fechas: diferencias estadísticas significativas ($p < 0.05$).

Por su parte, De la Vega et al. (2004) determinaron un rango de valores para la tasa de infiltración de equilibrio de mayor amplitud que el encontrado en el presente estudio (8.32 mm/h a 32.67 mm/h), no obstante lo cual estos investigadores no pudieron determinar diferencias significativas entre momentos de muestreo para dicho parámetro, a pesar de que su variabilidad temporal fue mayor (47%) a la observada en el presente trabajo.

Estos resultados estarían mostrando cierta estabilidad temporal de algunas propiedades edáficas relacionadas con la porosidad, debido probablemente a la falta de remoción del suelo y a que el sistema de siembra directa está implementado en el lote desde hace más de 10 años. Por su parte, aquellas variables más asociadas a la infiltración, si bien presentaron cambios estacionales de mayor magnitud, su variabilidad espacial fue superior (Tabla 4), dificultando la posibilidad de determinar una tendencia en los resultados.

Ajuste de parámetros del modelo de infiltración de Green y Ampt (1911) a escala de parcela

Utilizando las fórmulas de edafotransferencia de Rawls y Brakensiek (1985) para la estimación de h_b y λ , el valor de Ψ fue 28.2 cm, mientras que a partir de los resultados de la curva de retención hídrica determinada en el laboratorio, este parámetro obtuvo los siguientes valores en las distintas fechas de muestreo: julio= 20.9 cm; agosto= 8.6 cm y enero= 10.2 cm.

En la Tabla 3 se observan los resultados medios de conductividad hidráulica efectiva del modelo de infiltración de Green y Ampt (1911), estimados mediante las ecuaciones 2 (K_e) y 3 (K_e^*). Para cada uno de estos dos procedimientos, la K_e calibrada resultó de considerar una Ψ igual para todas las fechas (K_{e1} y K_{e1}^*) o contemplando su variabilidad estacional de acuerdo a los resultados de la curva de retención hídrica determinada en el laboratorio (K_{e2} y K_{e2}^*). También se detallan en la Tabla 3 los coeficientes de Nash y Sutcliffe (1970) promedio de cada fecha, obtenidos al contrastar la evolución de la tasa de infiltración en el transcurso de la duración de cada ensayo realizado a campo, respecto a aquella estimada mediante el uso del modelo de Green y Ampt (1911) al utilizar los valores de K_e y K_e^* .

Como se puede observar en la misma y dados los valores obtenidos del coeficiente de Nash y Sutcliffe (1970), la utilización de la ecuación desarrollada por Mein y Larson (1973) para calcular el tiempo de encharcamiento, no fue adecuada en calibrar K_e^* , independientemente del procedimiento utilizado para estimar Ψ (K_{e1}^* o K_{e2}^*). Por su parte, al utilizar la ecuación de Green y Ampt (1911) para calibrar K_e , los coeficientes de Nash y Sutcliffe (1970) medios fueron variables. Tomando en cuenta el procedimiento que estima un valor de Ψ fijo para todo el año (K_{e1}), estos fueron positivos y mayores a los determinados según el otro procedimiento para estimar Ψ (K_{e2}), con la excepción de lo sucedido en agosto de 2013. En dicho caso, el ajuste de K_{e2} para

reproducir la infiltración observada a campo, fue más apropiado que el obtenido a partir de Ke_1 . A su vez, si bien se observa que los valores medios de

Ke_2 resultaron mayores a los de Ke_1 , no hubo entre ambos grupos de resultados diferencias estadísticas para cada fecha de muestreo.

Tabla 3: Valores calibrados de la conductividad hidráulica efectiva para las diferentes fechas de muestreo.

Fechas	Ke_1 (mm/h)	CN	Ke_2 (mm/h)	CN	Ke^*_1 (mm/h)	CN	Ke^*_2 (mm/h)	CN
08/07/2013	13.46 a	0.78	17.91 a	0.75	11.45 a	-1.10	16.21 a	0.27
02/08/2013	11.53 a	0.24	20.61 a	0.39	9.64 a	-6.27	20.54 ab	-4.77
03/01/2014	12.62 a	0.32	20.38 a	0.20	17.72 a	-0.99	31.43 b	-2.09

Ke_1 : conductividad hidráulica efectiva calibrada según la ecuación 2, considerando una Ψ constante; Ke_2 : conductividad hidráulica efectiva calibrada según la ecuación 2, considerando una Ψ variable; Ke^*_1 : conductividad hidráulica efectiva calibrada según la ecuación 3, considerando una Ψ constante; Ke^*_2 : conductividad hidráulica efectiva calibrada según la ecuación 3, considerando una Ψ variable. CN: Coeficiente de Nash y Sutcliffe. Letras minúsculas distintas, diferencias estadísticas significativas entre fechas ($p < 0.05$).

El promedio (16.08 mm/h) y rango (4.77 mm/h a 31.60 mm/h) de Ke calibrados en el presente trabajo, fueron algo inferiores a los determinados por Castiglioni et al. (2007) mediante un procedimiento similar realizado sobre la serie de suelos Ramallo (Argiudol vértico) bajo siembra directa, en distintos momentos de una rotación soja-trigo. En dicho trabajo, el contenido inicial de humedad y la densidad aparente del suelo superficial promedio fueron similares a lo observado en el presente estudio (0.25 gr/gr y 1.20 gr/cm³, respectivamente), mientras que el promedio (25.83 mm/h) y rango (10.43 mm/h a 35.24 mm/h) de valores de la Ke calibrada en dicha oportunidad, se diferenciaron respecto a los hallados en este trabajo sobre todo en los resultados mínimos.

A su vez, de la misma manera que lo observado con la tasa de infiltración de equilibrio, Ke_1 y Ke_2 no resultaron ser distintas entre las diferentes fechas de muestreo.

En la Tabla 4 se observan los coeficientes de variación de Ke_1 y Ke_2 y de IE para las distintas fechas.

Tabla 4: Coeficientes de variación de la conductividad hidráulica efectiva y de la tasa de infiltración de equilibrio.

Fechas	Ke_1 (%)	Ke_2 (%)	IE (%)
08/07/2013	29	31	13
02/08/2013	55	51	49
03/01/2014	34	27	36

Ke_1 : conductividad hidráulica efectiva calibrada según la ecuación 2, considerando una Ψ constante; Ke_2 : conductividad hidráulica efectiva calibrada según la ecuación 2, considerando una Ψ variable; IE: tasa de infiltración de equilibrio.

La variabilidad temporal de los resultados medios de Ke_1 y Ke_2 estuvo cerca del 8%, independientemente de considerar una Ψ fija o variable en el tiempo, demostrando que al tomar en cuenta la variabilidad temporal de este

último parámetro no se afectó significativamente la fluctuación en los resultados de Ke . Por su parte, la heterogeneidad temporal de IE fue mayor (20%). De acuerdo a lo detallado en Tabla 4, la variabilidad espacial de estos parámetros fue muy superior respecto a la ocurrida en el transcurso del tiempo, por lo cual su incertidumbre es mayor desde el punto de vista de la heterogeneidad espacial. Por las mismas razones, no se pudieron detectar en estos parámetros diferencias estadísticas entre fechas de muestreo (Tablas 2 y 3).

Calibración de la Ke del modelo de infiltración de Green y Ampt (1911) con el modelo Hec Hms

En la Tabla 5 se encuentran los resultados de la Ke calibrada mediante el uso del Modelo Hec Hms 4.0 (2010) para una superficie de 2106 m².

En la misma, de igual manera que cuando dicho parámetro se calibró para los ensayos de infiltración realizados con el simulador de lluvia, se muestran los valores de Ke determinados al utilizar una Ψ constante (Ke_{1Hec}) y variable en el tiempo (Ke_{2Hec}). También se observan los resultados medios del coeficiente de Nash y Sutcliffe (1970) de cada fecha, surgidos de comparar los valores de escurrimiento estimados y observados, lo mismo que la variabilidad (CV) de Ke_{1Hec} y Ke_{2Hec} para las distintas fechas.

Los coeficientes de Nash y Sutcliffe (1970) fueron en general mayores a los registrados cuando se calibró la Ke a escala de pequeñas parcelas. Por su parte, al tomar un valor de Ψ constante durante el año, se obtuvieron mejores resultados para dicho coeficiente. Al comparar los CV correspondientes a la Ke calibrada a partir de los ensayos de simulación de lluvia con los obtenidos a una escala mayor, se comprobó un aumento en la incertidumbre en la estimación de este parámetro con el incremento de la

superficie considerada. Por su parte, la variabilidad temporal de Ke_{1Hec} y Ke_{2Hec} (15 al 21%), también fue mayor respecto a la obtenida en una superficie menor.

De la misma manera que lo ocurrido con Ke_1 y Ke_2 , no se observaron diferencias estadísticas significativas entre los valores medios de Ke_{1Hec} y

Ke_{2Hec} correspondientes a las distintas fechas. Por su parte, los valores medios de Ke calibrados con los resultados de infiltración provenientes del simulador de lluvia (Tabla 3), fueron entre un 66% y 100% mayores respecto a los determinados mediante el modelo Hec Hms, según se utilizara una Ψ constante o variable, respectivamente.

Tabla 5: Conductividad hidráulica efectiva calibrada mediante el modelo Hec Hms.

Fechas	Ke_{1Hec} (mm/h)	CN	CV (%)	Ke_{2Hec} (mm/h)	CN	CV (%)
08/07/2013	9.10 a	0.86	48	11.15 a	0.84	44
02/08/2013	7.61 a	0.35	73	9.04 a	-0.25	69
03/01/2014	5.97 a	0.69	80	8.49 a	0.49	38

Ke_{1Hec} : conductividad hidráulica efectiva calibrada mediante el modelo Hec Hms, considerando una Ψ constante; Ke_{2Hec} : conductividad hidráulica efectiva calibrada mediante el modelo Hec Hms, considerando una Ψ variable

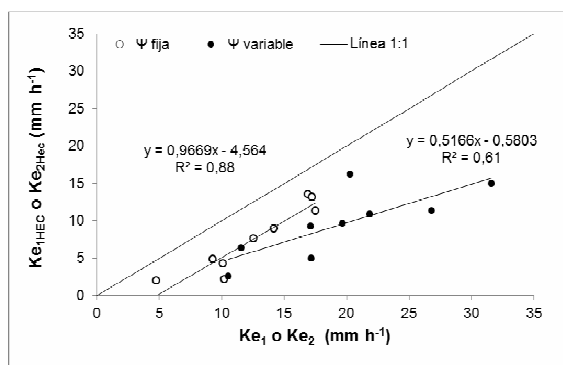


Figura 1. Relación entre los valores de Ke_1 y Ke_2 con los de Ke_{1Hec} y Ke_{2Hec}

En la Figura 1 se observa la relación entre la Ke calibrada para los ensayos de simulación de lluvia con los resultados de Ke determinados para la parcela de 2106 m². Se detallan en la misma, tanto los valores de este parámetro generados al considerar una Ψ fija como variable. También en la Figura 1 está representada la línea 1:1 de perfecta similitud entre ambos tipos de resultados.

Como se observa en la misma, si bien existió una relación significativa entre ambos conjuntos de valores, la Ke calibrada para la parcela de 2106 m² siempre fue menor a la obtenida con los ensayos de simulación de lluvia. Normalmente se menciona una disminución en el coeficiente de escurrimiento con el aumento de la superficie de drenaje (Cerdan et al., 2004), por lo que se esperaría que los caudales utilizados para calibrar la Ke mediante el modelo Hec Hms deberían haber sido menores. Por lo tanto, la Ke determinada mediante dicho modelo tendría que haber sido aun de menor magnitud. Sin embargo, el rango de valores obtenidos en el coeficiente de escurrimiento a escala de parche (Tabla 2), fue similar al registrado en un trabajo

previo realizado en el mismo lote con una parcela de escurrimiento de 2106 m² de superficie (Castiglioni y Zimmermann, 2015). En dicho trabajo, para volúmenes de lluvia similares a los aplicados con el simulador de lluvia pero de menor intensidad, el coeficiente de escurrimiento osciló entre 0.15 y 0.49. De acuerdo con estos comentarios, los valores de Ke calibrados con el modelo Hec Hms en el presente trabajo (Tabla 5) serían válidos.

En la Figura 1 también se observa que el grado de ajuste entre estos dos grupos de resultados de Ke (Ke_1 y Ke_{1Hec} ; Ke_2 y Ke_{2Hec}), fue mejor cuando se consideró una Ψ fija, producto de aplicar la ecuación de Rawls y Brakensiek (1985), la que toma en consideración los valores de textura y porosidad del suelo para estimar h_b y λ . A su vez, en la medida que los valores de Ke fueron mayores, los puntos de la relación Ke_2/Ke_{2Hec} se alejaron de la recta de perfecto ajuste, mientras que para la relación Ke_1/Ke_{1Hec} se mantuvo siempre la misma distancia respecto a dicha recta. Esto pone de manifiesto que la relación Ke_1/Ke_{1Hec} es independiente del valor de Ke , mientras que la relación Ke_2/Ke_{2Hec} es dependiente del valor de dicho parámetro. De acuerdo con estos comentarios, en el proceso de calibración de la Ke sería preferible utilizar una Ψ constante en el tiempo, la cual puede ser estimada a partir de características generales de los suelos como la textura y la porosidad.

CONCLUSIONES

De distinta manera a lo reportado en otras experiencias, las propiedades físicas e hidráulicas evaluadas no presentaron modificaciones temporales significativas en el transcurso de tiempo que duró

este estudio. En algunos casos este comportamiento se debió a las bajas tasas de cambio sufridas por algunas de ellas, mientras que en otros la variación temporal de las propiedades hidráulicas fue menor a su heterogeneidad espacial. La ecuación de infiltración de Green y Ampt (1911) presentó un mejor comportamiento para calibrar la K_e respecto a su forma modificada (Mein y Larson, 1973), generada para estimar el tiempo de encharcamiento. Por su parte, al tener en cuenta los cambios estacionales de Ψ , no se observaron mejores resultados en la estimación de la evolución de la tasa de infiltración, respecto a considerar una Ψ constante. El cambio de escala generó resultados distintos en la K_e calibrada, siendo el valor de este parámetro sensiblemente menor con el incremento de la superficie considerada, presentando a su vez mayor incertidumbre.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por proyecto UBACyT 20020130100670. Se agradece a la Facultad de Agronomía de la UNR por facilitar el acceso al lote para la realización del presente estudio.

REFERENCIAS

- Abudi, I.; Carmi, G.; Berliner, P. 2012. Rainfall simulator for field runoff studies. *J. Hydrol.* 454-455:76-81
- Angulo-Jaramillo, R.; Thony, J.L.; Vachaud, G.; Moreno, G.; Fernandez-Boy, E.; Cayuela, J.A.; Clothier, B.E. 1997. Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 27-32.
- Angulo-Jaramillo, R.; Vandervaere, J.P.; Roulier, S.; Thony, J.L.; Gaudet, J.P.; Vauclin, M. 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers: a review and recent developments. *Soil Till. Res.* 55: 1-29.
- Blake, G.R. y Hartge, K.H. 1986. Bulk density. En A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis*. Part 1. 2nd ed. Agronomy 9:363-375.
- Bouraoui, F. y Dillaha, T. A. 1996. Answers-2000: runoff and sediment transport model. *J. Environ. Eng. ASCE* 122 (6): 493-502.
- Brooks, R.H. y Corey, A.T. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Papers*, No.3, Colorado State Univ., Fort Collins, Colo.
- Castiglioni, M. G.; Massobrio, M. M.; Chagas, C. I.; Santanatoglia, O. J.; Palacín, E. A.; Buján, A. 2007. Comportamiento de la conductividad hidráulica efectiva en un Agiudol bajo siembra directa. XXIº Congreso Nacional del Agua 2007. Tucumán, 15 al 19 de Mayo.
- Castiglioni, M. y Zimmermann, E. 2015. Escurrecimiento en sistema de siembra directa: efecto de algunos factores meteorológicos. *Ciencia del Suelo* 33(1): 107-117.
- Castiglioni, M. G.; Sasal, M. C.; Wilson, M.; Oszust, J. D. 2016. Seasonal variation of soil aggregate stability, porosity and infiltration during a crop sequence under no tillage. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*. Aceptado para su publicación.
- Cerdan, O.; Le Bissonnais, Y.; Govers, G.; Lecomte, V.; van Oost, K.; Couturier, A.; King, C.; Dubreuil, N. 2004. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *J. Hydrol.* 299: 4-14
- Chagas, C.I.; Kraemer, F.B.; Utin, S.; Irurtia, C.; Santanatoglia, O.J. 2011. Influencia de las propiedades edáficas y la posición en el paisaje sobre la respuesta hidrológica de suelos pertenecientes a una cuenca de la Pampa Ondulada. *Cuadernos del CURIHAM* 17: 25-32.
- Chow, V. T.; Maidment, D. R.; Mays, L. W. 1994. *Hidrología aplicada*. Mc Graw-Hill Interamericana, S.A. Bogotá. Colombia. Pp 584.
- Corona, R.; Tiffany, W.; D'Adderio, L.P.O.; Porcu, F.; Montaldo, N.; Albertson, J. 2013. On the estimation of surface runoff through a new plot scale rainfall simulator in Sardinia, Italy. *Procedia Environmental Sciences*. 19: 875-884.
- De la Vega, G.; Castiglioni, M. G.; Massobrio, M. J.; Chagas, C. I.; Santanatoglia, O. J.; Irurtia, C. 2004. Infiltración en un Argiudol Vértico bajo siembra directa en condiciones variables de cobertura y humedad inicial. *Ciencia del Suelo* 22(1): 52-55.
- De Roo, A. P. J. y Jetten, V. G. 1999. Calibrating and validating the LISEM model for two data sets from the Netherlands and South Africa. *Catena* 37 (3-4): 477-493.
- Dexter, A. R.; Czyz, E.A.; Niedzwiecki, J.; Mackowiak, C. 2001. Water retention and hydraulic conductivity of a loam sand soil as influenced by crop rotation and fertilization. *Arch. Acker- Pfl. Boden.* 46: 123-133.
- Green, W.H. y Ampt, G. 1911. Studies of Soil Physics, Part I – The Flow of Air and Water Through Soils. *J. Agr. Sci.* 4: 1-24.
- Hec - Hms 4.0. 2010. Hydrologic Modeling System.

- U.S.Army Corps. Of Engineers. Institute for Water Resource. Hydrologic Engineering Center. Davis C.A.
- Heddadj, D. y Gascuel-Oudou, C. 1999. Topographic and seasonal variations of unsaturated hydraulic conductivity as measured by tension disc infiltrometers at the field scale. *Eur. J. Soil Sci.* 50: 275–283.
- Imeson, A.C. y Kwaad, F.J.P.M. 1990. The response of tilled soils to wetting by rainfall and the dynamic character of soil erodibility. In: Boardman, J. Foster I.D.L. Dearing, J.A. (Eds.). *Soil erosion on agricultural land*. John Wiley and Sons.
- INTA. 1975. Carta de suelos: Carcarañá, Andino, Cañada de Gomez-Rosario, Casilda, Arroyo Seco-San Nicolás de los Arroyos. Buenos Aires. Argentina.
- Irurtia, C.B. y Mon, R. 1994. Microsimulador de lluvia para determinar infiltración a campo. Instituto de Suelos. CIRN INTA Castelar. Publicación Técnica 176.18 pp.
- Joel, A.; Messing, I.; Seguel, O.; Casanova, M. 2002. Measurement of surface water runoff from plots of two different sizes. *Hydrol. Process.* 16: 1467–1478.
- Kirkby, M.J. 2001. From plot to continent: reconciling fine and coarse scale erosion models. In: Stott, D.E., Mohtar, R.H., Steinhardt, G.C. (Eds.), *Sustaining the Global Farm*, Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization meeting held May 24–29, 1999 at Purdue University and the USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, pp. 860–870.
- Klute, A. 1986. Water Retention: Laboratory Methods. In A.Klute (ed.) *Methods of soil analysis*. Part 1. Physical and mineralogical methods. 2nd. Ed. Agronomy 9: 635-662.
- Laflen, J. M.; Elliot, W. J.; Flanagan, D. C.; Meyer, C. R.; Nearing, M. A. 1997. WEPP- predicting water erosion using a process-based model. *J. Soil Water Conserv.* 52(2): 96-102.
- Lin, H.S.; McInnes, K.J.; Wilding, L.P.; Hallmark, C.T. 1998. Macroporosity and initial moisture effects on infiltration rates in vertisols and vertic intergrades. *Soil Sci.* 163 (1): 2-8.
- McVay, K.A.; Budde, J.A.; Fabrizzi, K.; Mikha, M.M.; Rice, C.W.; Schlegel, A.J.; Peterson, D.E.; Sweeney, D.W.; Thompson, C. 2006. Management effects on soil physical properties in long-term tillage studies in Kansas. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70:434–438.
- Mein, R. G. y Larson, C.L. 1973. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resour. Res.* 9(2): 384-394
- Moret, D. y Arrue, J.L. 2007. Dynamics of soil hydraulic properties during fallow as affected by tillage. *Soil Till. Res.* 96. 103–113.
- Nash, J. E. y Sutcliffe, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models, part I: A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10 (3): 282-290.
- Ndiaye, B.; Molénat, J.; Hallaire, V.; Gascuel, Ch.; Hamon, Y. 2007. Effects of agricultural practices on hydraulic properties and water movement in soils in Brittany (France). *Soil Till. Res.* 93. 251–263.
- Nearing, M. A.; Deerascough, L.; Laflen, J. M. 1990. Sensivity analysis of the WEPP hillslope profile erosion model. *Trans. ASAE* 33(3):839-849.
- Pérez-Latorre, F. J.; de Castro, L.; Delgado, A. 2010. A comparison of two variable intensity rainfall simulators for runoff studies. *Soil Till Res.* 107:11-16.
- Pires, L.F.; Reichardt, K.; Cooper, M.; Cássaro, F.A.M.; Dias, N.M.P; Bacchi, O.O.S. 2009. Pore system changes of damaged Brazilian oxisols and nitosols induced by wetdry cycles as seen in 2-D micromorphologic image analysis. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias* 81: 151–161.
- Rawls, W. J. y Brakensiek, D.L. 1983. A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters. *Proceedings of ASAE Conference on Advances in Infiltration*. Chicago, IL, pp 102-112.
- Rawls, W. J. y Brakensiek, D.L. 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. In: E B Jones and T J Ward (eds). *Watershed management in the 80's*. ASCE, New York, N.Y. pp 293-299.
- Risse, L. M.; Nearing, M.A.; Savabi M.R. 1992. An evaluation of hydraulic conductivity prediction routines for WEPP usin natural runof plot data. *ASAE pap.* 92-2142.
- Risse, L. M.; Nearing, M.A.; Savabi, M.R. 1994. Determining the Green-Ampt effective hyraulic conductivity from natural runoff plot data for the WEPP model. *Trans. ASAE* 37(2):411-418.
- Sasal, C.; Andriulo, A.E.; Taboada, M. 2006. Soil Porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in argentinian pampas. *Soil Till. Res.* 87 (1):9-18.
- Sauer, T.J.; Clothier, B.E.; Daniel, T.C. 1990. Surface measurements of the hydraulic properties of a tilled and untilled soil. *Soil Till. Res.* 15: 359–369.

- Scuderi, C.M. y Stenta, H. 2006. Estimación del número de curva (CN) a partir de la interpretación de imágenes satelitales en la cuenca del Arroyo Ludueña, Santa Fé, Argentina. *Cuadernos del CURIHAM* 12: 15-23.
- Skaggs, R.W. y Khaleel, R. 1982. Infiltration. Chapter 4. In: C.T. Haan, H.P. Johnson and D.L. Brakensiek (Ed). *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*. Monograph 5, American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, MI, pp 121-166.
- Strudley, M.W.; Green, T.; Ascough, J. 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: state of the science. *Soil Till. Res.* 99: 4-48.
- Tuppad, P.; Douglas-Mankin, K. R.; Lee, T.; Srinivasan, R.; Arnold, J. C. 2011. Soil and water assessment tool (SWAT) hydrologic/water quality model: extended capability and wider adoption. *Trans. ASABE* 54(5): 1677-1684.
- USDA-NRCS. 2010. National Engineering Handbook. Section 4: *Hydrology*. National Soil Conservation Service, USDA, Washington, DC.
- Van den Putte, A.; Govers, G.; Leys, A.; Langhans, C.; Clymans, W.; Diels, J. 2013. Estimating the parameters of the Green-Ampt infiltration equation from rainfall simulation data: Why simpler is better. *J. Hydrol.* 476: 332-344.
- van Genuchten, M.Th. 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.
- van Genuchten, M. Th.; Liej, F.J.; Yates, S.R. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. USDA, US Salinity Laboratory, Document EPA/600/2-91/065, Riverside, CA, USA.
- Weber, J. F. y Apestegui, L. 2013. Parámetros del modelo de infiltración de Green-Ampt en suelos de la ciudad de Córdoba, Argentina. *Cuadernos del CURIHAM* 19: 87-103.

Artículo recibido el 10/2016 y aprobado para su publicación el 12/2016.